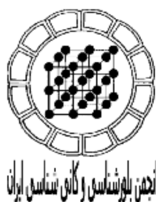
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران



سال بیست و ششم، شمارهٔ دوم، تابستان ۹۷، از صفحهٔ ۳۲۷ تا ۳۳۸

شیمی کانی‌ها و دما فشارسنجی گارنت استارولیت شیست‌های منطقه همدان

فرهاد آلیانی، پروین شکراللهی*، میرمحمد میری

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

(دریافت مقاله: ۹۶/۲/۲، نسخه نهایی: ۹۶/۶/۲۰)

چکیده: استارولیت شیست‌های دربردارنده گارنت بخش مهمی از دنباله سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای در منطقه همدان (شمال پهنه سنندج-سیرجان) را تشکیل می‌دهند. این سنگ‌ها دارای پورفیروبلاست‌های استارولیت و گارنت هستند که در زمینه‌ای متشکل از بیوتیت، مسکویت و کوارتز قرار گرفته‌اند. استارولیت‌ها از گونه آهن‌دار هستند و تنوع ترکیب شیمیایی اندکی نشان می‌دهند. آلماندین مهم‌ترین جزء تشکیل دهنده گارنت‌هاست، البته افزایش آهن و منیزیم و کاهش منگنز از مرکز به کناره این بلورها نیز دیده می‌شود که نشان دهنده تشکیل آنها طی دگرگونی پیشرونده است. بیوتیت‌ها نیز از نوع سیدروفیلیت هستند. علاوه بر این کانی‌ها، کلریت‌های غنی از آهن و از گونه ریپیدولیت در کناره برخی از استارولیت‌ها دیده می‌شوند که از دگرگونی پسرونده آنها شکل گرفته‌اند. روش‌های مختلف دما-فشارسنجی به کار رفته نشان می‌دهند که دما و فشار نهایی دگرگونی برای گارنت استارولیت شیست‌های همدان به طور میانگین ۵۶۰ درجه سانتیگراد و ۳ تا ۳/۵ کیلوبار بوده است. بر این اساس می‌توان آنها را از انواع سنگ‌های دگرگونی دما بالا-فشار متوسط تا پایین نوع بوچان دانست.

واژه‌های کلیدی: *گارنت استارولیت شیست؛ شیمی کانی؛ ترکیب شیمیایی؛ دما فشارسنجی؛ منطقه همدان.*

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.327]

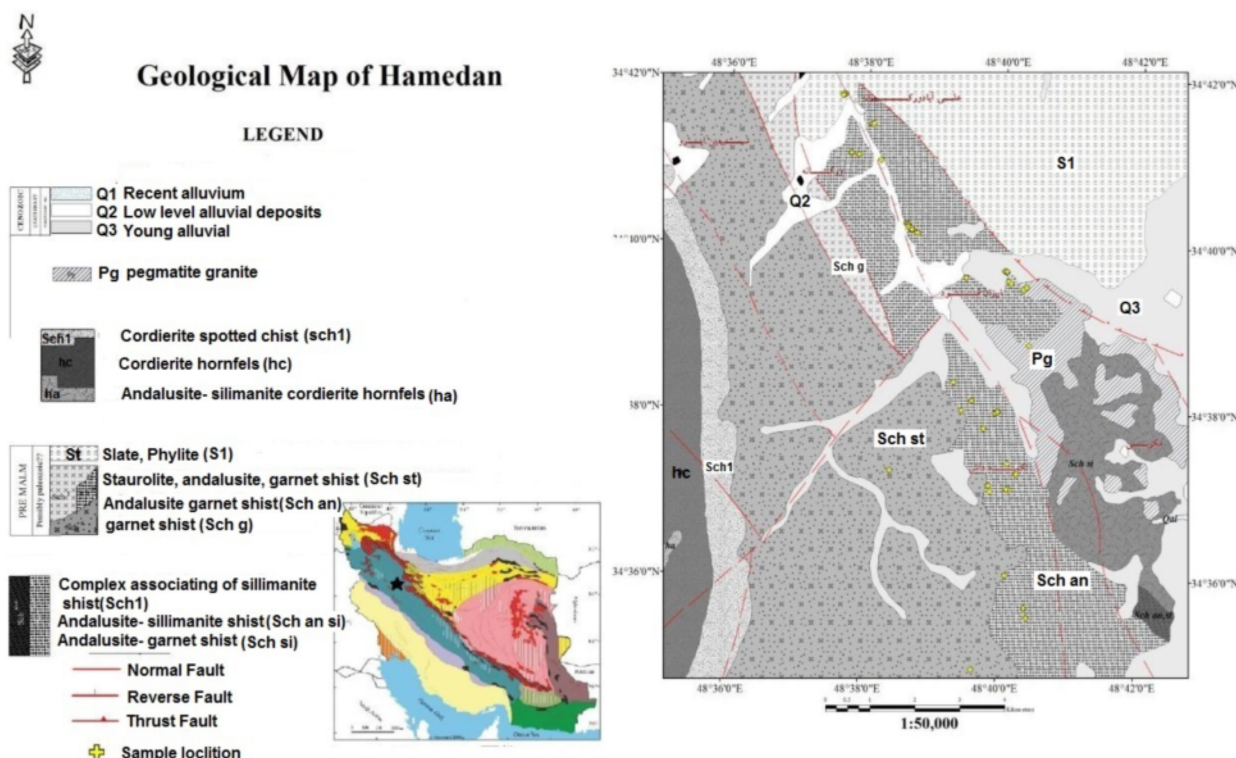
مقدمه

منطقه مورد بررسی، بخشی از استان همدان است، که بین طول‌های جغرافیایی '۴۵ °۴۸- '۳۰ °۴۸ و عرض‌های جغرافیایی '۴۵ °۳۴ -'۳۰ °۳۴ قرار گرفته و در پهنه دگرگونی-نفوذی سنندج -سیرجان واقع است (شکل ۱) [۱،۲]. سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان شامل اسلیت، فیلیت، میکاشیست، استارولیت شیست، میگماتیت، گرانولیت و هورنفلس است که دچار رخدادهای دگرگونی ناحیه‌ای و دگرگونی مجاورتی پی در پی شده‌اند به همین سبب کانی‌های گارنت، استارولیت، کردیریت، آندالوزیت، کیانیت، سیلیمانیت و میکاهای آنها اغلب برآمده از چندین واکنش مختلف بوده و پس از تشکیل اولیه، بارها در واکنش‌های دگرگونی شرکت کرده و در تشکیل دیگر کانی‌ها نقش داشته‌اند. سنگ‌های دگرگونی این منطقه دارای پرتولیت‌های گوناگون هستند که بیشترین حجم به متاپلیت‌ها اختصاص دارد [۳]. در بین سنگ‌های این منطقه، استارولیت شیست‌ها از گستردگی قابل ملاحظه‌ای برخوردارند و می‌توان رخداد آنها را از شمال تا جنوب منطقه مشاهده نمود. ترکیب کانی شناسی این سنگ‌ها پیش از این توسط برخی پژوهشگران بررسی شده است (برای مثال، [۴-۷])، اما دما و فشار آنها کمتر براورد شده است. در این پژوهش با نمونه‌برداری متمرکز و هدفمند، دما و فشار دگرگونی این سنگ‌ها با توجه به تغییرات کانی‌شناسی و موقعیت آنها در منطقه برآورد و بررسی می‌شود.

روش بررسی

در این پژوهش پس از نمونه‌برداری صحرایی از گارنت استارولیت شیست‌ها و تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی، ۴۱ نقطه از کانی‌های استارولیت، گارنت، کلریت و بیوتیت در آزمایشگاه شرکت فرآوری مواد معدنی ایمیدرو کرج با دستگاه تجزیه نقطه‌ای مدل SX100 ساخت شرکت Cameca فرانسه،

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۸۶۱۰۰۲۲۹، نمابر: ۰۸۱۳۸۳۸۱۴۶۰، پست الکترونیکی: Parvin.sh88@gmail.com



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی و نمونه‌برداری منطقه مورد بررسی [۲].

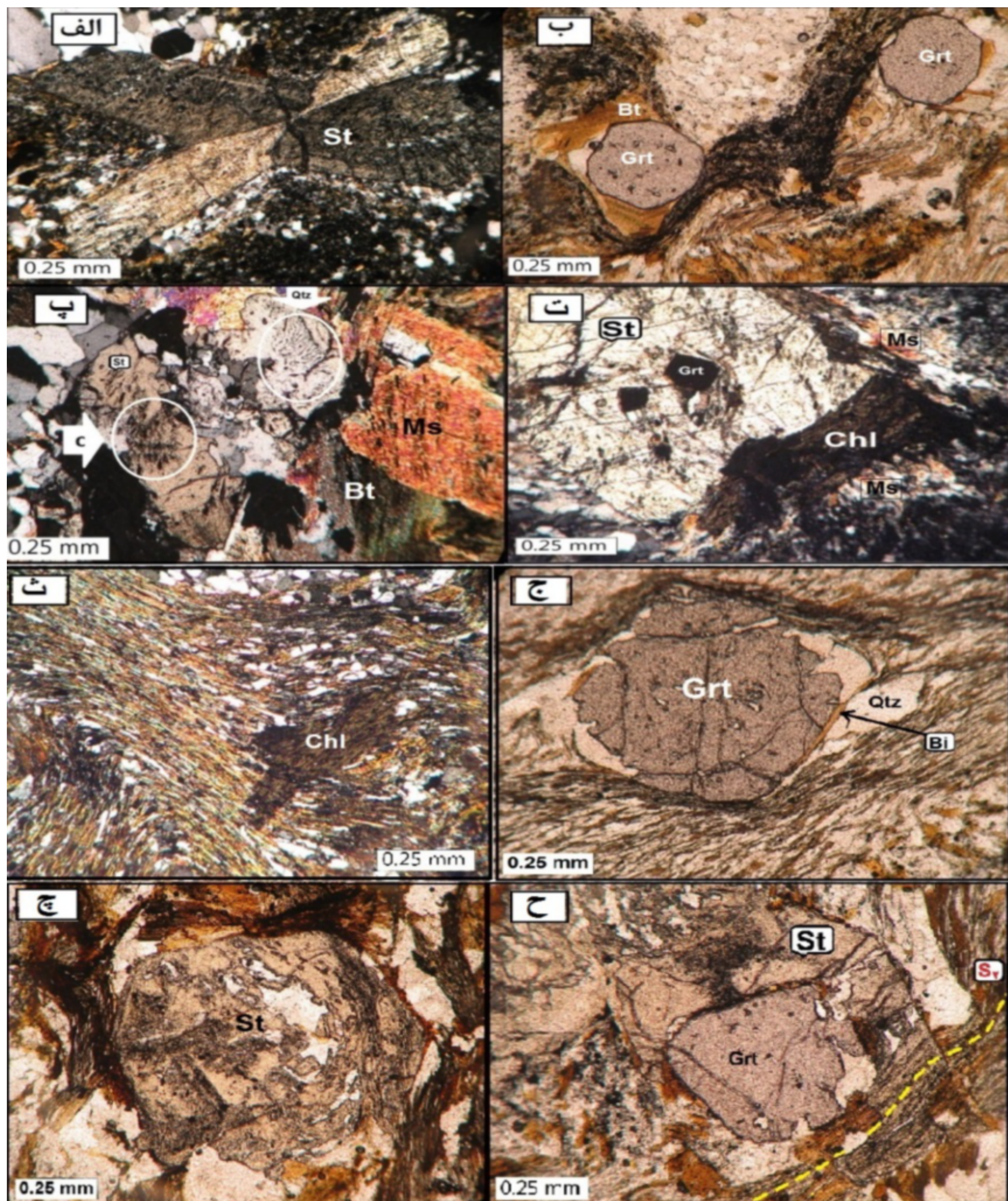
در ولتاژ 15 kV، فشار torr ۴×۱۰^{-۷} و جریان 20 nA تجزیه ریزپردازش شده و ترکیب شمیایی آنها تعیین شد (جدول‌های ۱، ۲، ۳ و ۴). سپس با استفاده از سه روش تک کانی بیوتیت، دماسنج تبادلی گارنت- بیوتیت و نرم‌افزار ترموکالک، دما و فشار منطقه برآورد شده و داده‌ها مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت که نتایج در ادامه بیان می‌شود.

سنگ‌نگاری

گارنت استارولیت شیست‌ها: در روستاهای ابرو، چشین، سیمین، ازندریان، دره مرادبیگ و تکمه داش گسترش دارند و در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره هستند و بلورهای استارولیت و گارنت به صورت پورفیروبلاست‌های غالب در آنها دیده می‌شوند. این سنگ‌ها از کانی‌های کوارتز، استارولیت، گارنت، بیوتیت و به مقدار کمترکلریت (پسرونده)، مسکویت و کانی‌های کدر تشکیل‌شده‌اند. پورفیروبلاست‌های استارولیت به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار (۱ تا ۵۰ میلیمتر) به رنگ زرد، با برجستگی بالا و دارای ماکل ضربدری (شکل ۲ الف) و میانبارهای کوارتز و گرافیت هستند (شکل ۲ پ) [۸]. استارولیت‌ها تاحدی از کناره به کلریت و سرسیت تبدیل شده‌اند که نشاندهنده دگرگونی پسرونده است (شکل ۲ ت). پورفیروبلاست‌های گارنت بیشتر شکل‌دار بوده و در بعضی مناطق مانند تکمه داش دارای میانبار کوارتز بوده (شکل ۲ ب) و در مناطقی مانند ازندریان از کناره در حال تبدیل شدن به استارولیت و بیوتیت هستند (شکل ۲ ح). بافت این سنگ‌ها در بررسی‌های میکروسکوپی لپیدوپورفیروبلاستیک و پوئی کیلوبلاستیک است. در گارنت استارولیت شیست‌های مورد بررسی آثاری از دگرگونی مجاورتی در حد رخساره آلبیت اپیدوت هورنفلس دیده می‌شود (مانند درشت شدن و هم اندازه شدن دانه‌های کوارتز و بهم ریختگی جهت یافتگی سنگ) که نشان دهنده افزایش دما در تشکیل این سنگ‌هاست که این افزایش دما ممکن است در اثر نزدیکی به توده الوند باشد و طبق گزارش بهاری‌فر [۶] استارولیت شیست‌ها در جریان دگرگونی دوم بین سنگ‌های دارای سیلیکات آلومین و توده نفوذی الوند قرار داشته‌اند، یعنی طی این دگرگونی شیب زمین گرمایی بالا در دو سوی استارولیت شیست‌ها وجود داشته است و جریان‌های همرفتی می‌توانسته‌اند تا حدی این گرما را به استارولیت شیست‌ها نیز انتقال دهد. در منطقه همدان چهار ساختار صفحه‌ای $S_۱$، $S_۲$، $S_۳$ و $S_۴$ تشخیص داده شده است

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.327]

[۹] که در بین آن‌ها برگوارگی S_2 مهم‌ترین ساختار صفحه‌ای منطقه است. کلریت‌ها اغلب پس از برگوارگی نسل دوم ایجاد شده‌اند (شکل ۲ ث). گارنت‌ها پیش از برگوارگی نسل دوم (شکل ۲ ج)، استارولیت‌ها به‌صورت قبل، همزمان تا پس از برگوارگی نسل دوم (شکل ۲ چ) و پس از برگوارگی نسل دوم (شکل ۲، ح) ایجاد شده‌اند.



شکل ۲ الف) تصویر پورفیروبلاست‌های استارولیت دارای ماکل ضربدری در منطقه سیمین با نور XPL ب) تصویر پورفیروبلاست‌های گارنت دارای میانبار کوارتز در منطقه تکمه داش با نور PPL. پ)پورفیروبلاست‌های استارولیت دارای میانبار کوارتز و گرافیت(C) (منطقه تکمه داش). ت)جانشینی کلریت به‌جای استارولیت در منطقه چشین- ابرو (نور PPL). ث) تشکیل کلریت پس از S_2 در منطقه ازندریان، (نور PPL). ج) تشکیل گارنت پیش از S_2 در منطقه ازندریان، (نور PPL). چ) استارولیت دارای بافت هلی ستیک همزمان تا پس از S_2 (دو مرحله رشد در بلور دیده می‌شود؛ طرف راست استارولیت، برگوارگی داخل بلور دیده می‌شود) در منطقه ازندریان. ح) تشکیل بلورهای استارولیت پس از S_2 برگوارگی درونی کاملاً در امتداد برگوارگی بیرونی است و هیچ سایه فشاری ندارد، (نور PPL). علائم اختصاری بر اساس مرجع [۸].

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.327]

شیمی کانی

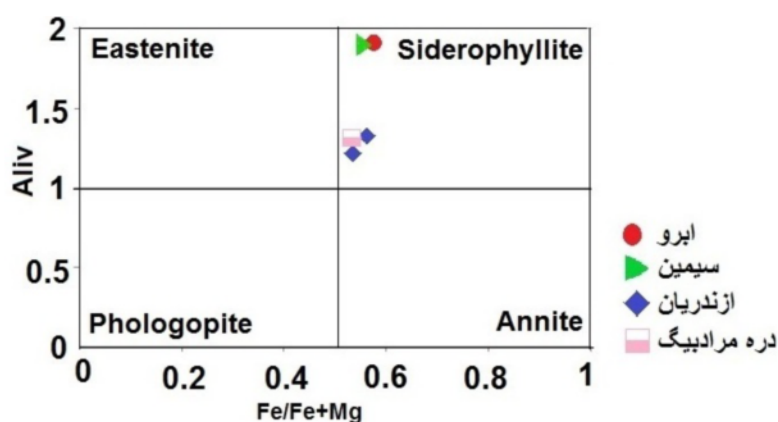
بیوتیت

بیوتیت‌های موجود در شیست‌ها که با گارنت‌های مورد بررسی تا حد امکان همبری داشتند، از چهار منطقه ابرو، سیمین، ازندریان و دره مرادبیگ مورد تجزیه ریزپردازش قرارگرفته‌اند.

فرمول ساختاری این بیوتیت‌ها بر اساس ۱۱ اکسیژن محاسبه شده و چنان که از داده‌های جدول ۱ مشخص است، همه نمونه‌ها دارای ۰٫۵ <Fe/(Fe+Mg) و Aliv>۱ هستند و در نمودار تقسیم‌بندی بیوتیت‌ها [۱۰] در گستره سیدروفیلیت و نزدیک به مرز ایستونیت قرار می‌گیرند (شکل ۳).

جدول ۱ نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی بیوتیت.

N	Eb1	Eb2	Sim1	Sim2	Az1	Az2	Dm
SiO2	۲۴٫۵۶	۲۴٫۸۲	۲۳٫۶۶	۲۴٫۱۷	۳۲٫۸۰	۳۵٫۷۹	۳۴٫۹۱
TiO2	۰٫۱۱	۰٫۱۶	۰٫۱۱	۰٫۰۹	۰۱٫۶۲	۰۱٫۴۹	۰۱٫۵۸
Al2O3	۲۱٫۳۸	۲۱٫۵۳	۲۱٫۸۰	۲۱٫۹۴	۱۷٫۶۵	۱۸٫۹۱	۱۹٫۰۱
Fe2O3	۰۴٫۶۳	۰۴٫۵۹	۰۴٫۲۸	۰۴٫۳۴	۰۱٫۱۶	۰۰٫۰۰	۰۱٫۵۰
FeO	۲۳٫۶۱	۲۳٫۴۳	۲۱٫۸۴	۲۲٫۱۱	۱۹٫۲۱	۱۹٫۱۷	۱۷٫۶۴
MnO	۰۰٫۰۸	۰۰٫۰۹	۰۰٫۰۷	۰۰٫۰۴	۰۰٫۰۷	۰۰٫۰۹	۰۰٫۰۶
MgO	۱۱٫۶۹	۱۱٫۷۹	۱۱٫۸۰	۱۲٫۰۱	۰۸٫۸۴	۰۹٫۲۸	۰۹٫۸۸
CaO	۰۰٫۰۱	۰۰٫۰۷	۰۰٫۰۲	۰۰٫۰۲	۰۰٫۲۶	۰۰٫۱۹	۰۰٫۰۹
Na2O	۰۰٫۰۵	۰۰٫۰۲	۰۰٫۰۱	۰۰٫۰۳	۰۰٫۱۹	۰۰٫۱۶	۰۰٫۱۰
K2O	۰۰٫۲۶	۰۰٫۲۸	۰۰٫۲۷	۰۰٫۲۹	۰۸٫۱۲	۰۹٫۱۲	۰۷٫۷۱
مجموع	۸۶٫۳۸	۸۶٫۷۸	۸۳٫۸۶	۸۵٫۰۳	۸۹٫۹۲	۹۴٫۲۰	۹۲٫۴۸
اکسیژن‌ها	(O)۱۱						
Si	۲٫۰۸۲	۲٫۰۹۰	۲٫۰۵۰	۲٫۰۶۴	۲٫۶۶۳	۲٫۷۴۶	۲٫۷۰۱
Ti	۰٫۰۰۷	۰٫۰۱۰	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۶	۰٫۰۹۹	۰٫۰۸۶	۰٫۰۹۲
Aliv	۱٫۹۱۸	۱٫۹۱۰	۱٫۹۵۰	۱٫۹۳۶	۱٫۳۳۷	۱٫۲۵۴	۱٫۲۹۹
Alvi	۰٫۲۱۸	۰٫۲۲۷	۰٫۲۷۶	۰٫۲۷۳	۰٫۳۵۲	۰٫۴۵۶	۰٫۴۳۵
Al	۲٫۱۳۶	۲٫۱۳۷	۲٫۲۲۶	۲٫۲۰۹	۱٫۶۸۹	۱٫۷۱۰	۱٫۷۳۴
Fe3	۰٫۲۹۵	۰٫۲۹۱	۰٫۲۷۹	۰٫۲۷۹	۰٫۰۷۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۸۸
Fe2	۱٫۶۷۴	۱٫۶۴۹	۱٫۵۸۲	۱٫۵۷۹	۱٫۳۰۳	۱٫۲۳۰	۱٫۱۴۱
Mn	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۴
Mg	۱٫۴۷۷	۱٫۴۷۹	۱٫۵۲۳	۱٫۵۲۸	۱٫۰۷۰	۱٫۰۶۱	۱٫۱۳۹
Ca	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۲۳	۰٫۰۱۶	۰٫۰۰۷
Na	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۵	۰٫۰۳۰	۰٫۰۲۴	۰٫۰۱۵
K	۰٫۰۲۸	۰٫۰۳۰	۰٫۰۳۰	۰٫۰۳۲	۰٫۸۴۱	۰٫۸۹۳	۰٫۷۶۱
Fe#	۰٫۵۷۱	۰٫۵۶۷	۰٫۵۵۰	۰٫۵۴۹	۰٫۵۶۲	۰٫۵۳۷	۰٫۵۱۹



شکل ۳ تقسیم‌بندی بیوتیت‌های منطقه بر اساس ترکیب شیمیایی [۱۰].

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.327]

گارنت

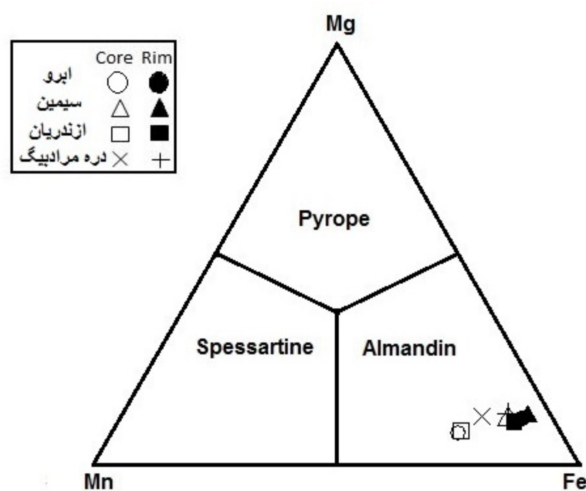
تجزیه نقطه‌ای بلورهای گارنت از چهار منطقه ابرو، سیمین، ازندریان و دره مرادبیگ انجام شد (جدول ۲). گارنت‌های چهار منطقه از نظر ترکیب شیمیایی نزدیک به هم هستند. محاسبه مقادیر اعضای انتهایی نشان می‌دهد که آلماندین در آنها غالب است و پیروپ، اسپسارتین، گرسولار و آندرادیت در رده‌های بعدی قرار می‌گیرند (جدول ۲ و شکل ۴) [۱۱]. گارنت‌های منطقه همدان دارای منطقه‌بندی عادی هستند، یعنی هسته گارنت اغلب غنی از اسپسارتین و گروسولار است و به سمت کناره بر مقدار پیروپ و آلماندن افزوده می‌شود [۱۲، ۱۳]. که این نوع منطقه‌بندی بیشتر در سنگ‌های دگرگونی درجه پایین و متوسط دیده می‌شود، و نشان دهنده رشد طی افزایش دماست. افزایش آلماندین و پیروپ به سمت کناره (شکل‌های ۵ الف، پ) نشان‌دهنده شکل‌گیری این گارنت‌ها طی یک روند دگرگونی پیشرونده است [۱۲، ۱۴، ۱۵]. همچنین مقدار X alm/X alm+X Py در نمونه‌های منطقه مورد بررسی از مرکز گارنت به سمت کناره کاهش می‌یابد که نشان‌دهنده افزایش درجه دگرگونی است [۱۶].

استارولیت

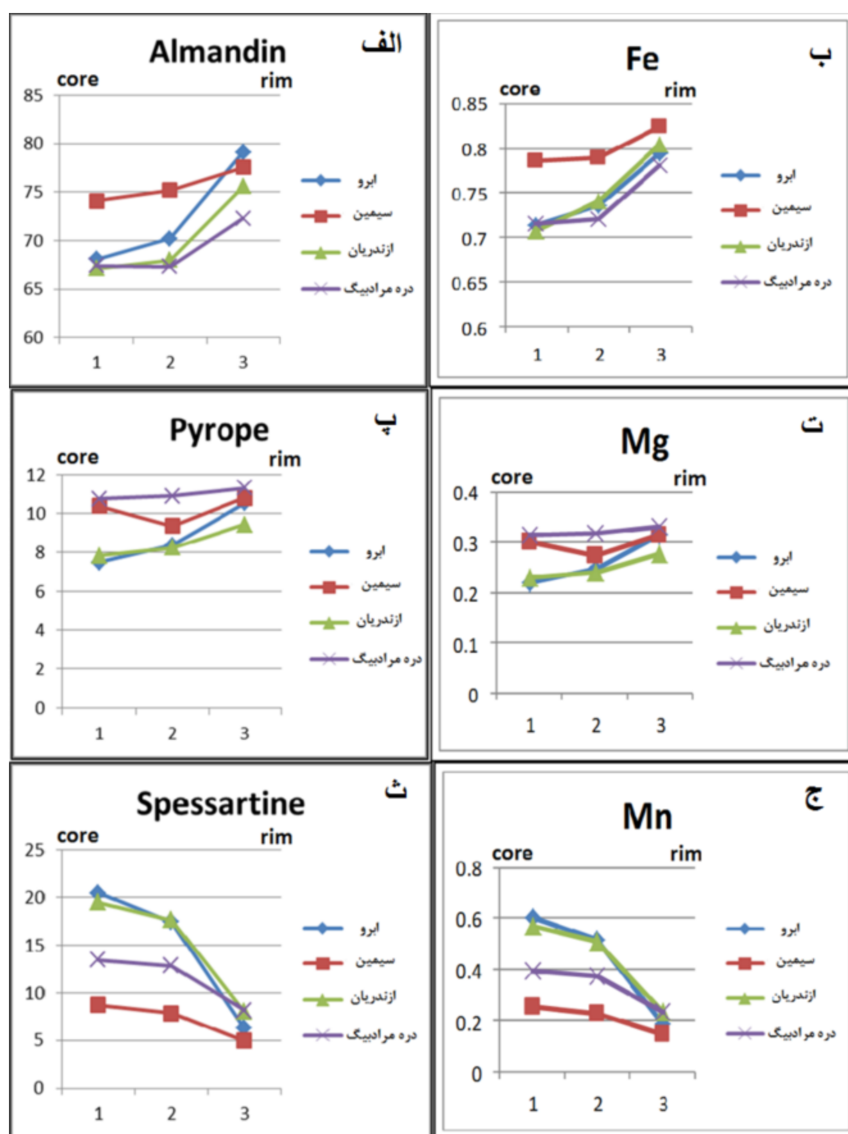
در این پژوهش استارولیت‌های چهار منطقه ابرو، سیمین، ازندریان و دره مراد بیگ مورد تجزیه ریزپردازش قرارگرفتند که نتایج آنها که بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن فرموله شده است در جدول ۳ آورده شده است. مقادیر بالای آهن (میانگین ۱۴٫۱۸ درصد وزنی) آنها را در گروه انواع غنی از آهن قرار می‌دهد (شکل ۶ الف). این کانی تنوع ترکیبی اندکی از خود نشان می‌دهند (شکل‌های ۶ الف و ب) و تنها می‌توان جانشینی غالب $AlTi \Leftrightarrow SiR^{2+}$ را در آنها مشاهده کرد (شکل ۶ پ)، [۱۷].

جدول۲ نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی گارنت‌های منطقه.

N	Eb2	Eb3	Eb4	Sim1	Sim2	Sim3	Az3	Az4	Az5	Dm1	Dm2	Dm3
	core		rim	core		rim	core		Rim	core		rim
SiO2	۳۵٫۶۸	۳۵٫۸۲	۳۷٫۰۵	۳۵٫۷۳	۳۶٫۱۳	۳۶٫۱۲	۳۵٫۶۱	۳۴٫۹۴	۳۵٫۷۳	۳۶٫۰۵	۳۶٫۲۱	۳۵٫۹۵
TiO2	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۱۳	۰٫۰۴	۰	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۱
Al2O3	۲۰٫۵۷	۲۰٫۵	۲۱٫۴	۲۱٫۱۷	۲۱٫۲۸	۲۱٫۳۹	۲۰٫۷۱	۲۰٫۶۹	۲۰٫۷	۲۰٫۲۳	۲۰٫۲۲	۲۱٫۱۴
FeO	۳۰٫۷۲	۳۱٫۶۷	۳۵٫۳۸	۳۴٫۳۳	۳۴٫۷۴	۳۶٫۳	۳۰٫۴۵	۳۱٫۵۸	۳۴٫۷۲	۳۱٫۳۵	۳۱٫۷۲	۳۴٫۱۲
MnO	۸٫۶	۷٫۳۷	۲٫۷۴	۳٫۶۸	۳٫۳۵	۲٫۱۲	۸٫۱۸	۷٫۲۷	۳٫۳۹	۵٫۷۱	۵٫۴۸	۳٫۴۶
MgO	۱٫۷۹	۲٫۰۱	۲٫۶۲	۲٫۴۹	۲٫۲۷	۲٫۶۲	۱٫۸۷	۱٫۹۳	۲٫۲۶	۲٫۶	۲٫۶۵	۲٫۷۳
CaO	۱٫۳۳	۱٫۳۳	۱٫۴	۲٫۲۵	۲٫۵۶	۲٫۲۳	۱٫۸۶	۲	۲٫۳۲	۲٫۸۳	۳٫۰۲	۲٫۷۵
مجموع	۹۸٫۷۶	۹۸٫۷۴	۱۰۰٫۶	۹۹٫۷۸	۱۰۰٫۳	۱۰۰٫۷	۹۸٫۷۳	۹۸٫۴۸	۹۹٫۱۲	۹۹٫۸۱	۱۰۰٫۳	۱۰۰٫۱
Si	۲٫۹۴۱	۲٫۹۴۹	۲٫۹۷۵	۲٫۸۹۵	۲٫۹۱۲	۲٫۸۹۶	۲٫۹۳	۲٫۸۸۳	۲٫۹۲	۲٫۹۱۱	۲٫۹۰۸	۲٫۸۹۵
Ti	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۲	۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۱
Al	۱٫۹۹۹	۱٫۹۸۹	۲٫۰۲۵	۲٫۰۲۲	۲٫۰۲۱	۲٫۰۲۱	۲٫۰۰۸	۲٫۰۱۲	۲٫۹۹۴	۲٫۰۲۱	۲٫۰۰۸	۲٫۰۰۶
Fe3+	۰٫۱۱	۰٫۱۰۷	۰٫۰۱۹	۰٫۱۷۲	۰٫۱۵	۰٫۱۸۷	۰٫۱۲۶	۰٫۲۱۴	۰٫۱۶۶	۰٫۱۵۲	۰٫۱۶۹	۰٫۲۰۳
Fe2+	۲٫۰۸۸	۲٫۰۷۴	۲٫۳۵۷	۲٫۱۵۴	۲٫۱۹۲	۲٫۲۴۷	۱٫۹۷	۱٫۹۶۵	۲٫۲۰۷	۱٫۹۶۵	۱٫۹۶۲	۲٫۰۹۴
Mn	۰٫۶	۰٫۵۱۴	۰٫۱۸۶	۰٫۲۵۳	۲٫۲۲۹	۰٫۱۴۴	۰٫۵۷	۰٫۵۰۸	۰٫۲۳۵	۰٫۳۹۱	۰٫۳۷۳	۰٫۲۳۶
Mg	۰٫۲۲	۰٫۲۴۷	۰٫۳۱۴	۰٫۳۰۱	۰٫۲۷۳	۰٫۳۱۳	۰٫۲۲۹	۰٫۲۳۷	۰٫۲۷۵	۰٫۳۱۳	۰٫۳۱۷	۰٫۳۲۸
Ca	۰٫۱۱۷	۰٫۱۱۷	۰٫۱۲	۰٫۱۹۵	۰٫۲۲۱	۰٫۱۹۲	۰٫۱۶۴	۰٫۱۷۷	۰٫۲۰۳	۰٫۲۴۵	۰٫۲۶	۰٫۲۳۷
آلماندین	۶۸٫۲	۷۰٫۳	۷۹٫۰۲	۷۴٫۲	۷۵٫۲	۷۷٫۶	۶۷٫۲	۶۸٫۱	۷۵٫۶	۶۷٫۴	۶۷٫۴	۷۲٫۳
اسپسارتین	۲۰٫۴	۱۷٫۴	۶٫۳	۸٫۷	۷٫۸	۵	۱۹٫۴	۱۷٫۶	۸	۱۳٫۴	۱۲٫۸	۸٫۲
پیروپ	۷٫۵	۸٫۴	۱۰٫۵	۱۰٫۴	۹٫۴	۱۰٫۸	۷٫۸	۸٫۲	۹٫۴	۱۰٫۷	۱۰٫۹	۱۱٫۳
گرسولار	۳٫۸	۳٫۸	۴	۶٫۲	۷٫۱	۶٫۱	۵٫۳	۵٫۵	۶٫۴	۷٫۸	۸٫۲	۷٫۴
آندرادیت	۰٫۲	۰٫۲	۰	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۶	۰٫۳	۰٫۶	۰٫۵	۰٫۶	۰٫۷	۰٫۸
Xalm/Xalm+Xpy	۰٫۹	۰٫۸۹۳	۰٫۸۸۲	۰٫۸۷۷	۰٫۸۸۸	۰٫۸۷۷	۰٫۸۹۶	۰٫۸۹۲	۰٫۸۸۹	۰٫۹۶۷	۰٫۸۶	۰٫۸۶۴



شکل ۴ تقسیم‌بندی گارنت‌های منطقه بر اساس ترکیب شیمیایی [۱۱].

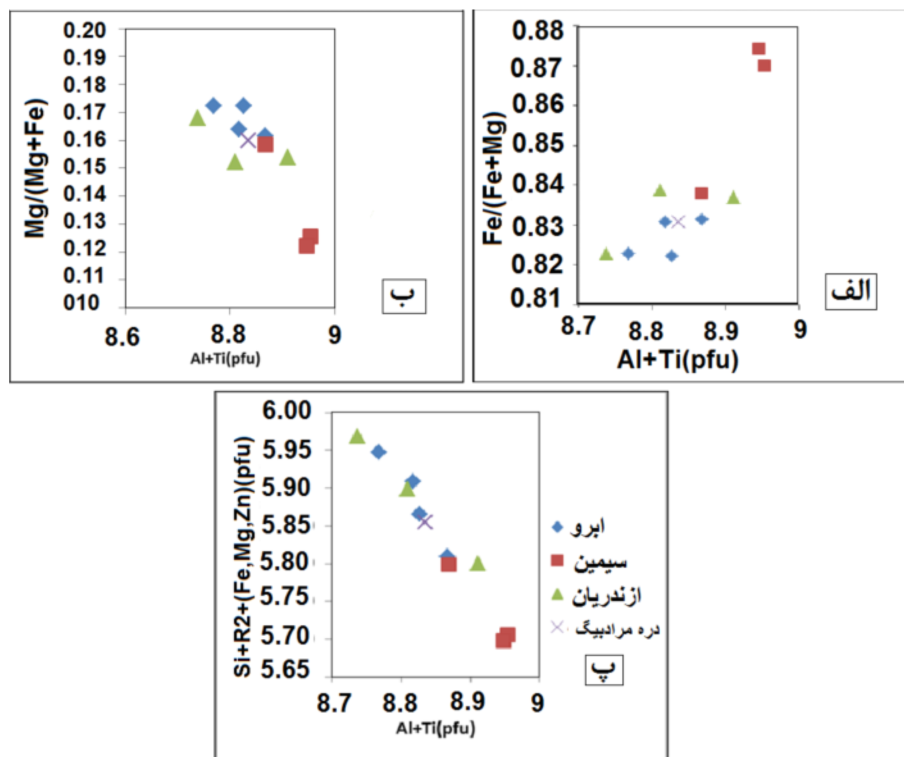


شکل۵ ترکیب عناصر و ترکیب کانی (اعضای انتهایی گارنت) در چهار منطقه ابرو، سیمین، ازندریان و دره مرادبیگ

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.327]

جدول ۳ نتایج تجزیه ریپردازش الکترونی استارولیت.

	Eb1	Eb2	Eb3	Eb4	Sim1	Sim2	Sim3	Az1	Az2	Az3	Dm
SiO2	۲۷٫۶۳	۲۷٫۸۶	۲۷٫۲۷	۲۷٫۶۰	۲۷٫۲۱	۲۵٫۷۵	۲۷٫۵۶	۲۷٫۳۰	۲۷٫۸۲	۲۷٫۴۷	۲۷٫۵۰
TiO2	۰٫۵۰	۰٫۴۴	۰٫۵۲	۰٫۵۷	۰٫۵۴	۰٫۵۷	۰٫۵۲	۰٫۴۷	۰٫۴۸	۰٫۴۵	۰٫۴۷
Al2O3	۵۲٫۷۵	۵۳٫۲۹	۵۲٫۸۵	۵۳٫۴۷	۵۳٫۶۷	۵۳٫۶۵	۵۳٫۹۹	۵۴٫۰۰	۵۲٫۶۹	۵۳٫۰۶	۵۳٫۰۳
Cr2O3	۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۰
FeO	۱۴٫۵۶	۱۴٫۰۳	۱۴٫۶۳	۱۳٫۸۸	۱۳٫۸۹	۱۳٫۹۰	۱۳٫۸۱	۱۴٫۳۵	۱۴٫۶۰	۱۴٫۶۷	۱۴٫۰۶
MnO	۰٫۱۰	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۴	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۱۸	۰٫۲۰	۰٫۱۸	۰٫۱۹
MgO	۱٫۷۰	۱٫۶۴	۱٫۶۱	۱٫۵۰	۱٫۱۲	۱٫۴۷	۱٫۰۸	۱٫۴۷	۱٫۶۵	۱٫۴۸	۱٫۵۰
CaO	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰
Na2O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۱
K2O	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱
مجموع	۹۷٫۲۴	۹۷٫۲۱	۹۷٫۰۲	۹۷٫۱۹	۹۶٫۵۷	۹۷٫۴۴	۹۷٫۰۴	۹۷٫۸۲	۵۱،۹۷	۹۷٫۳۹	۹۷٫۷۷
فرمول	(O)۲۳										
Si	۳٫۸۳۷	۳٫۸۷۰	۳٫۸۳۶	۳٫۸۵۷	۳٫۸۲۷	۳٫۸۶۶	۳٫۸۵۲	۳٫۸۰۲	۳٫۸۹۲	۳٫۸۴۹	۳٫۸۶۵
Ti	۰٫۰۵۳	۰٫۰۴۶	۰٫۰۵۵	۰٫۰۶۰	۰٫۰۵۷	۰٫۰۶۰	۰٫۰۵۵	۰٫۰۴۹	۰٫۰۵۱	۰٫۰۴۷	۰٫۰۵۰
Al	۸٫۷۱۶	۸٫۷۸۰	۸٫۷۶۲	۸٫۸۰۷	۸٫۸۹۷	۸٫۸۰۸	۸٫۸۹۳	۸٫۸۶۲	۸٫۶۸۷	۸٫۷۶۳	۸٫۷۸۵
Cr	۰۰٫۰۰	۰۰٫۰۰	۰۰٫۰۰	۰۰٫۰۰	۰۰٫۰۰	۰۰٫۰۰	۰۰٫۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰۰٫۰۰
Fe++	۱٫۷۰۷	۱٫۶۴۰	۱٫۷۲۱	۱٫۶۲۲	۱٫۶۳۴	۱٫۶۱۹	۱٫۶۱۴	۱٫۶۷۱	۱٫۷۰۸	۱٫۷۱۹	۱٫۶۵۳
Mn	۰٫۰۱۲	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۷	۰٫۰۱۰	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۷	۰٫۰۲۱	۰٫۰۲۴	۰٫۰۲۱	۰٫۰۲۳
Mg	۰٫۳۵۵	۰٫۳۴۲	۰٫۳۳۸	۰٫۳۱۳	۰٫۲۳۵	۰٫۳۰۵	۰٫۲۲۵	۰٫۳۰۵	۰٫۳۴۴	۰٫۳۰۹	۰٫۳۱۴
Ca	۰۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰۰٫۰۰	۰۰٫۰۰	۰٫۰۰۲	۰۰٫۰۰
Na	۰۰٫۰۰	۰۰٫۰۰	۰٫۰۰۵	۰۰٫۰۰	۰٫۰۱۴	۰٫۰۰۳	۰۰٫۰۰	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۳
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۱۴٫۷۱۶	۱۴٫۶۹۵	۱۴٫۷۳۱	۱۴٫۶۸۰	۱۴٫۶۷۴	۱۴٫۶۷۳	۱۴٫۶۴۸	۱۴٫۷۲۱	۱۴٫۷۱۷	۱۴٫۷۲۵	۱۴٫۶۹۵
Mg/(Mg+Fe)	۰٫۱۷۲	۰٫۱۷۲	۰٫۱۶۴	۰٫۱۶۲	۰٫۱۲۶	۰٫۱۵۹	۰٫۱۲۲	۰٫۱۵۴	۰٫۱۶۸	۰٫۱۵۲	۰٫۱۶۰
Fe/(Mg+Fe)	۰٫۸۲۳	۰٫۸۲۲	۰٫۸۳۱	۰.۸۳۱	۰٫۸۷۰	۰٫۸۳۸	۰٫۸۷۴	۰٫۸۳۷	۰٫۸۲۳	۰٫۸۳۹	۰٫۸۳۱



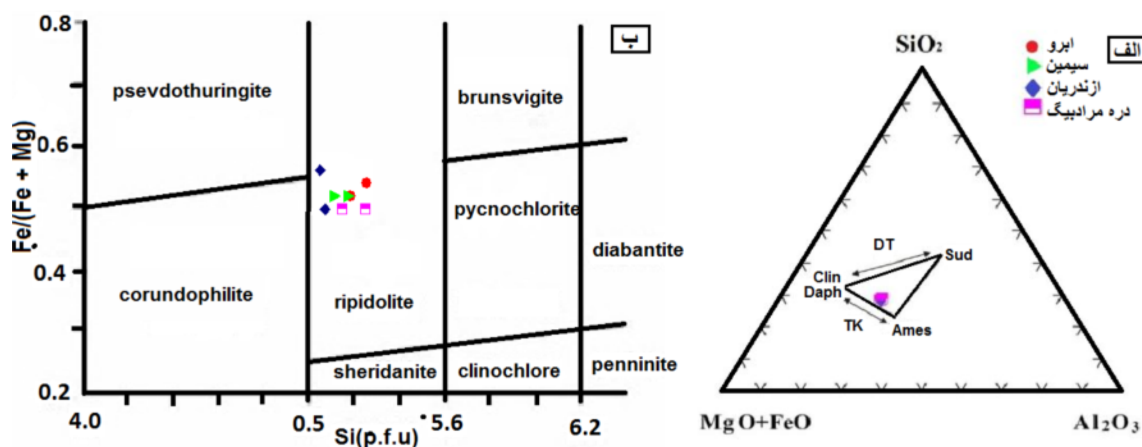
شکل۶ نمودار ترکیبی نشان‌دهنده شیمی استارولیت [۱۷].

کلریت

به منظور بررسی ترکیب شیمیایی بلور کلریت، چند نمونه از کلریت‌های در ارتباط با استارولیت‌ها در شیست‌های چهار منطقه ابرو، سیمین، ازندریان و دره مرادبیگ مورد تجزیه شیمیایی نقطه‌ای قرار گرفتند (جدول ۴). فرمول ساختاری کانی و مقدار کاتیون‌ها بر اساس ۱۴ اتم اکسیژن محاسبه شده است. همه کلریت‌ها در نمودار سه‌تایی SiO_2- FeO+MgO- Al_2O_3 [۱۸] در گستره بین آمسیت و دافنیت قرار می‌گیرند (شکل ۷ الف) و در نمودار کسر مولی آهن نسبت به سیلیسیوم [۱۹]، نیز در گستره‌ی ریپیدولیت واقع می‌شوند (شکل ۷ ب). هم‌رشدی میکروسکوپی کلریت با کانی‌هایی چون مسکویت بیوتیت و فنژیت می‌تواند بر ترکیب شیمیایی آن در تجزیه ریزپردازش اثر بگذارد [۲۰]. از این رو ممکن است تجزیه انجام‌شده ویژگی‌های کامل کلریت را نداشته باشد، که این یکی از مشکلات در تفسیر ترکیب شیمیایی کلریت است.

جدول ۴ نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی کلریت.

N	Eb1	Eb2	Sim1	Sim2	Az1	Az2	Dm1	Dm2
SiO2	۲۴٫۴۵	۲۴٫۴۶	۲۴٫۶۱	۲۴٫۳۱	۲۴٫۱۸	۲۳٫۶۹	۲۴٫۵۴	۲۴٫۰۲
TiO2	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۱۵	۰٫۱۲
Al2O3	۲۳٫۱۱	۲۲٫۷۴	۲۳٫۶۴	۲۳٫۴۳	۲۳٫۹۸	۲۳٫۷۳	۲۳٫۰۹	۲۲٫۱۶
FeO	۲۶٫۶۴	۲۶٫۳۹	۲۶٫۲۲	۲۵٫۹۳	۲۶٫۲۴	۲۶٫۲۴	۲۵٫۴۸	۲۵٫۸۲
MnO	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۱۰
CaO	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳
Na2O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۸	۰٫۲۸	۰٫۰۰	۰٫۱۵	۰٫۰۴	۰٫۰۵
K2O	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۱۲	۰٫۰۱	۰٫۰۷	۰٫۰۲	۰٫۰۳
MgO	۱۴٫۱۶	۱۳٫۷۹	۱۴٫۱۱	۱۴٫۰۸	۱۴٫۱۲	۱۳٫۳۲	۱۳٫۸۷	۱۴٫۴۳
O	(O)۲۸							
Si	۵٫۱۳۴	۵٫۱۸۶	۵٫۱۲۷	۵٫۰۸۳	۵٫۰۵۱	۵٫۰۳۲	۵٫۱۸۴	۵٫۱۰۵
Al iv	۲٫۸۶۶	۲٫۸۱۴	۲٫۸۷۳	۲٫۹۱۷	۲٫۹۴۹	۲٫۹۶۸	۲٫۸۱۶	۲٫۸۹۵
Al vi	۲٫۸۵۴	۲٫۸۷۵	۲٫۹۳۸	۲٫۸۸۲	۲٫۹۵۷	۲٫۹۸۴	۲٫۹۴۵	۲٫۷۸۰
Ti	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۹	۰٫۰۱۶	۰٫۰۱۴	۰٫۰۱۱	۰٫۰۲۴	۰٫۰۱۹
Cr	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Fe3+	۰٫۰۰۲	۰٫۰۳۹	۰٫۰۲۷	۰٫۰۰۰	۰٫۰۱۹	۰٫۰۰۰	۰٫۰۸۷	۰٫۰۰۰
Fe2+	۴٫۶۷۷	۴٫۶۴۱	۴٫۵۴۱	۴٫۵۸۶	۴٫۵۶۴	۴٫۶۷۲	۴٫۴۱۴	۴٫۶۳۲
Mn	۰٫۰۱۲	۰٫۰۱۱	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۷	۰٫۰۱۹	۰٫۰۲۰	۰٫۰۱۸	۰٫۰۱۸
Mg	۴٫۴۳۲	۴٫۳۵۹	۴٫۳۸۲	۴٫۳۸۸	۴٫۳۹۷	۴٫۲۱۸	۴٫۳۶۸	۴٫۵۷۱
Ca	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۷	۰٫۰۱۶	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۷
Na	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۶۵	۰٫۲۲۷	۰٫۰۰۰	۰٫۱۲۴	۰٫۰۳۳	۰٫۰۴۱
K	۰٫۰۱۱	۰٫۰۱۶	۰٫۰۲۱	۰٫۰۶۴	۰٫۰۰۵	۰٫۰۳۸	۰٫۰۱۱	۰٫۰۱۶
Fe/Fe+Mg	۰٫۵۱۳	۰٫۵۱۸	۰٫۵۱۰	۰٫۵۱۱	۰٫۵۱۰	۰٫۵۲۶	۰٫۵۰۸	۰٫۵۰۳
Mg/Mg+Fe	۰٫۴۸۶	۰٫۴۸۲	۰٫۴۸۹	۰٫۴۸۸	۰٫۴۹۸	۰٫۴۷۴	۰٫۴۹۲	۰٫۴۹۶



شکل ۷ الف) نمودار نشان‌دهنده جانشینی در کلریت‌ها [۱۸]، ب) تقسیم‌بندی کلریت‌های منطقه بر اساس ترکیب شیمیایی [۱۹].

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.327]

دما فشارسنجی

۱- دماسنجی با استفاده از تک کانی بیوتیت

کانی بیوتیت از میزبان‌های مهم تیتانیوم در سنگ‌های دگرگونی محسوب می‌شود. جایگزینی این عنصر در ساختار بیوتیت ارتباط مستقیمی با دما دارد. بر این اساس هنری و همکاران [۲۱، ۲۲] دماسنج بیوتیت را بر پایه Ti و Mg موجود در ساختار این کانی در فشار ۴-۶ کیلوبار ارائه کردند این روش دماسنجی برای کانی‌های با ترکیب X_{Mg}=۰/۲۷۵-۱، apfu ۰/۶۰ -۰/۰۴ = Ti و در دمای ۴۸۰ – ۸۰۰°C کاربرد دارد. دقت دماسنجی Ti در بیوتیت برای دماهای پایین (کمتر از ۶۰۰ °C) برابر با ۲۴± °C و برای دماهای بالا (بیش از ۷۰۰ °C) ۱۲± °C است. با توجه به تحلیل داده‌های شیمیایی، بیوتیت‌های چهار منطقه ابرو، سیمین، ازندریان و دره مرادبیگ بررسی شدند (جدول ۵) که در منطقه‌ی ازندریان به طور میانگین دمای ۵۶۲ °C و در دره مراد بیگ، ۵۷۱ °C به دست آمد. در منطقه‌ی ابرو و سیمین مقدار Ti به طور میانگین به ترتیب ۰/۰۱۷۵ و ۰/۰۱۳۵ است که در گستره ۰/۶۰ تا ۰/۰۴ که برای این روش مورد نیاز است قرار نمی‌گیرد و این روش در مورد آنها کاربرد ندارد.

دماسنجی گارنت- بیوتیت

دماسنج گارنت- بیوتیت متداول‌ترین روش دماسنجی است، زیرا برای سنگ‌های بسیاری با طیف وسیعی از درجات دگرگونی کاربرد دارد. این دماسنج، از نوع تبادلی است که براساس مبادله Mg و Fe بین گارنت و بیوتیت توسط [۲۳]، کالیبره شده است. در اینجا از ابتدا بیوتیت‌ها در تماس مستقیم با گارنت مورد بررسی قرار گرفتند تا نتایج بهتری به دست آید. همچنین در این محاسبات ترکیب کناره گارنت‌های مورد بررسی به کار برده شد که احتمال به تعادل رسیدن آنها با بیوتیت‌های همبرشان بیشتر است. کالیبره با روش‌های مراجع [۲۴-۲۶] انجام شد. طبق دماسنج تبادلی گارنت- بیوتیت میانگین دمای به دست آمده در منطقه ابرو بر حسب کالیبره-های مختلف ۵۷۵/۵ درجه سانتیگراد، در منطقه سیمین ۵۶۰/۵ درجه سانتیگراد، در منطقه ازندریان ۵۲۵ درجه سانتیگراد و در دره مرادبیگ ۵۵۵/۷ درجه سانتیگراد است (جدول ۶) که با نتایج به دست آمده از روش تیتانیم در بیوتیت همخوانی قابل قبولی دارند.

دما- فشارسنجی با استفاده از منحنی‌های تعادل چندگانه (نرم افزار ترموکالک)

در این روش ابتدا واکنش‌های دگرگونی در سنگی که بالاترین تعداد کانی‌های دگرگونی در حال تعادل کانی شناسی را دارد مشخص می‌شوند. با استفاده از نرم افزار ترموکالک و فعالیت اعضای انتهایی، واکنش‌هایی برای انواع مختلف سنگ‌ها تعریف می‌شود که دما و فشار هر یک در نرم افزار ترموکالک تعریف شده است.

در این پژوهش برای برآورد دما و فشار کانی‌های در حال تعادل منطقه ابرو و سیمین از سنگ گارنت استارولیت شیست استفاده شد. دلیل این موضوع حضور کانی‌های استارولیت، گارنت و بیوتیت بود که از نظر بافتی در تعادلی مناسب‌تر با هم قرار داشتند. با استفاده از برنامه ترموکالک، ۴ واکنش زیر برای تشکیل کانی‌های این سنگ در منطقه ابرو قابل تعریف هستند؛ دما و فشار تشکیل این واکنش‌ها در شکل ۸ الف به صورت خطوطی با شماره‌های ۱ تا ۴ نشان داده شده‌اند، واکنش‌ها عبارتند از:

(۱) فلوگوپیت+ آلماندین = آنیت+ پیروپ

(۲) = استارولیت (آهن‌دار)۱۲ + فلوگوپیت ۸۵
آب ۲۴ + کوارتز ۴۲ + ایستونیت ۶۹ + آنیت ۱۶+ پیروپ ۳۹

(۳) = استارولیت(آهن‌دار)+ فلوگوپیت۶۹
آب۲۴+ کوارتز۴۲+ ایستونیت۶۹+ آلماندیدن۱۶+ پیروپ۲۳

(۴) = استارولیت(آهن‌دار)۱۲+ آنیت۲۳+فلوگوپیت۴۶
آب۲۴+ کوارتز۴۲+ ایستونیت۶۹+ آلماندین۳۹

دما و فشار به دست آمده توسط ترکیب کناره کانی‌های در حال تعادل باهم با استفاده از نرم‌افزار ترموکالک نشان‌دهنده دمای ۵۷۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۳ کیلو بار است.

در منطقه سیمین ۲ واکنش زیر برای تشکیل کانی‌های گارنت استارولیت شیست تعریف شده است. در این منطقه دما ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۳/۵ کیلو بار است (شکل ۸ ب). با توجه به این نتایج گارنت استارولیت شیست‌ها در گستره دگرگونی نوع بوچان قرار می‌گیرند.

(۵) پیروپ۵۲ = استارولیت(منیزیم‌دار)۸۵+ آنیت۹۲
آب۳۲+ کوارتز۵۶+ استارولیت(آهن‌دار)۶۹+ ایستونیت۹۲+

(۶) فلوگوپیت+ آلماندین= آنیت+ پیروپ

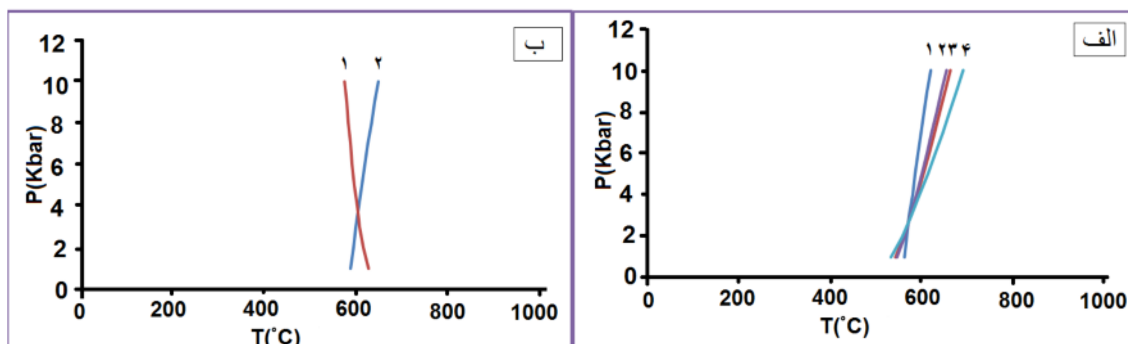
[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.327]

جدول۵ نتایج دماسنجی شیست‌های منطقه ازندریان و دره مرادبیگ محاسبه‌شده با استفاده از کانی بیوتیت

	X_{Mg}	Ti	T(°C)
ازندریان ۱	۰/۴۴	۰/۱۹۸	۵۷۶
ازندریان ۲	۰/۴۶	۰/۱۷۲	۵۴۹
دره مرادبیگ	۰/۴۸	۰/۱۸۵	۵۷۱

جدول ۶ داده‌های دماسنجی به روش تبادل کاتیونی گارنت- بیوتیت با استفاده از واسنجی‌های مختلف (بر حسب درجه سانتی‌گراد).

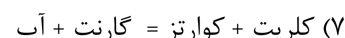
	ابرو	سیمین	ازندریان	دره مراد بیگ
P	۳/۵			
Bhattacharya –HW	۵۷۵	۵۶۴	۵۳۰	۵۵۸
Bhattacharya –GS	۵۷۳	۵۶۶	۵۲۷	۵۵۶
Hodges and Spear 1982	۵۸۰	۵۵۶	۵۱۳	۵۵۶
Perchuk and Larent'eva 1983	۵۷۴	۵۵۶	۵۳۰	۵۵۳



شکل۸ نمودار دما- فشار به دست آمده با ترکیب کناره کانی‌ها توسط نرم‌افزار ترموکالک الف) منطقه ابرو و ب)منطقه سیمین.

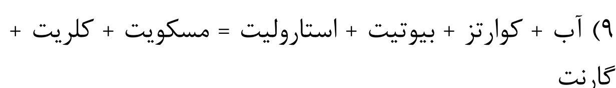
بحث

مجموعه کانی‌شناسی شامل گارنت، استارولیت، بیوتیت و مسکویت نشان می‌دهند که گارنت استاولیت شیست‌ها مربوط به رخساره آمفیبولیت میانی هستند و طی مراحل بعدی اندکی دچار دگرگونی برگشتی در حد رخساره شیست سبز شده‌اند و کانی کلریت در آنها شکل گرفته است. پس از آن، افزایش دما باعث ایجاد آثاری از دگرگونی مجاورتی در حد رخساره آلبیت اپیدوت هورنفلس در سنگ‌های مورد بررسی شده است. تشکیل اولیه گارنت به احتمال زیاد در اثر یکی از واکنش‌های زیر بوده است [۲۷]:


۷) کلریت + کوارتز = گارنت + آب


۸) کلریت + مسکویت + کوارتز = گارنت + بیوتیت + آب

افزایش مقدار آهن و منیزیم در گارنت‌ها به سمت کناره نشان می‌دهد که این کانی‌ها طی یک روند دگرگونی پیشرونده شکل گرفته‌اند. از طرفی، طی واکنش‌های بیان شده، مسکویت و کلریت به مصرف رسیده و از مجموعه کانی‌شناسی حذف می‌شوند. بر این اساس، حضور کلریت و مسکویت در این سنگ‌ها که دلیلی بر رخداد دگرگونی برگشتی در آن‌هاست، این موضوع را اثبات می‌کند. استارولیت نیز می‌تواند در واکنشی مانند واکنش زیر شکل بگیرد [۲۸]:


۹) آب + کوارتز + بیوتیت + استارولیت = مسکویت + کلریت + گارنت

این واکنش در شیست‌ها طی دگرگونی پیشرونده رخ می‌دهد، و عکس آن طی دگرگونی برگشتی روی نمی‌دهد. هیچ شاهد سنگ‌نگاری برای تولید برگشتی گارنت وجود ندارد و طی دگرگونی برگشتی تا حذف کامل استارولیت، گارنت بی‌تاثیر است [۲۸].

تغییرات فازی صورت گرفته در رخساره آمفیبولیت امکان همزیستی استارولیت وبیوتیت را فراهم می‌آورد اما این دو

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.327]

کانی می‌توانند براساس واکنش‌های زیر طی آبگیری دوباره موسکویت و کلریت تولید کنند [۲۹،۲۸].

۱۰) ایلمنیت + کلریت + موسکویت = استارولیت + بیوتیت + کوارتز + آب

۱۱) کلریت + مسکویت(سرسیت) = استارولیت + بیوتیت + کوارتز + آب

مقدار X_{Mg} کلریت در پهنه گارنت و استارولیت از ۰٫۲ تا ۰٫۵ متغیربوده [۳۰] و همچنین X_{Mg} در کلریت‌های دگرگونی پیشرونده، بیشتر از دگرگونی پسرونده است [۱۲]. از طرفی، در متاپلیت‌ها، نسبت Mg/ Fe^{2+} در کلریت با افزایش دما، بالا می‌رود، درحالی‌که کلریت‌های برآمده از دگرگونی برگشتی از آهن بسیار غنی‌ترند [۳۱]. با توجه به غلبه آهن به منیزیم در کلریت‌های مورد بررسی (۰٫۵۰۳ تا ۰٫۵۱۸، جدول ۴)، می‌توان نتیجه گرفت که آن‌ها برآمده از دگرگونی پسرونده هستند و براساس واکنش‌های (۱۰) و (۱۱) در نتیجه آبگیری استارولیت‌ها شکل گرفته‌اند. حضور این کانی‌ها در اندازه کوچک و بی‌شکل در کناره استارولیت‌ها دلیلی دیگر بر این ادعاست. از آنجاکه استارولیت نسبت Fe/Fe+Mg بالایی دارد، تخریب این کانی تغییرات چشم‌گیری بر نسبت Fe/Fe+Mg سیلیکات‌های صفحه‌ای باقی‌مانده گذاشته و آلماندین و آنیت بیشتری در سنگ شکل می‌گیرد. بیوتیت و کلریت در سنگ‌هایی که فقط پسودومورف استارولیت دارند نسبت به سنگ‌هایی که استارولیت فراوان دارند از آهن غنی‌ترند که غنی‌شدگی این کانی‌ها در آهن را می‌توان در نمونه‌های مورد بررسی مشاهده کرد (جدول ۱ و ۴).

دما فشارسنجی صورت گرفته در سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان (برای مثال، [۳۲]) بر اساس مجموعه‌های کانیایی در تعادل دمای ۶۲۸ درجه سانتیگراد و فشار ۴ کیلوبار را برای شرایط بیشینه دگرگونی سنگ‌های آلومینو سیلیکات‌دار منطقه همدان برآورد کرده‌اند. در این پژوهش که از کانی‌های در تعادل سنگ گارنت استارولیت شیست استفاده شده است، دمای ۵۸۵ درجه سانتیگراد و فشار ۳ تا۳٫۵ کیلوبار بدست آمد که با دما و فشاری که پیشتر گزارش شده است همخوانی قابل قبولی دارد.

برداشت

بر اساس تجزیه‌های شیمیایی انجام شده، بیوتیت‌های منطقه مورد بررسی ترکیب سیدروفیلیتی دارند، درگارنت‌های منطقه، آلماندین بیشترین حجم ترکیب آن‌ها را تشکیل می‌دهد و پیروپ، اسپسارتین و گراسولار در رتبه‌های بعدی قرار دارند. منطقه‌بندی در گارنت‌های منطقه نشان‌دهنده افزایش مقدار آلماندن و پیروپ و کاهش اسپسارتین و گروسولار از مرکز به کناره است که بیانگر افزایش درجه دگرگونی طی تشکیل آن‌هاست. استارولیت‌های منطقه مورد بررسی دارای ترکیب غنی از آهن هستند و تنوع ترکیبی اندکی از خود نشان می‌دهند. کلریت‌های غنی از آهن و از گونه ریپیدولیت در کناره برخی از استارولیت‌ها دیده می‌شوند که از دگرگونی پسرونده آنها شکل گرفته‌اند. برای دمافشارسنجی سنگ‌های دگرگونی از سه روش استفاده شد: ۱) دماسنجی با استفاده از تک کانی، ۲) دماسنجی با استفاده از تبادل بین زوج کانی‌ها و ۳) دما- فشار-سنجی با استفاده از منحنی تعادل چندگانه. بر اساس همه این روش‌های دما-فشارسنجی، گارنت استارولیت شیست‌های مورد بررسی در گستره دمایی ۵۲۵ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد و فشار ۳ تا ۳٫۵ کیلوبار دگرگون شده‌اند. بر این اساس می‌توان آنها را از انواع سنگ‌های دگرگونی دما بالا-فشار متوسط تا پائین نوع بوچان دانست.

مراجع

[1] Stöcklin B., *"Structural history and tectonics of Iran"*, a review 52 (1968) 1229-1258.

[2] Eghlimi B., *"1/100000 Geological map of Hamedan"*, Geological Survey & Mineral Explorations of Iran (GSI) (2000).

[3] Moin Vaziri H., Baharifar A. A., *"The study of protholite of metamorphic rocks in the hamedan area"*, 1thannual conference of Iran geology society, Tehran (1997).

[4] Baharifar A.A., *"New perspective on petrogenesis of the regional metamorphic rocks of Hamedan area"*, M. Sc. Thesis (in Farsi), Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran (1997).

[5] Sepahi A.A., *"Petrology of the Alvand plutonic complex with special reference on granitoids"*, Ph. D. Thesis (in Farsi), Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran.(1999)

[6] Baharifar A.A., *"Petrology of metamorphic rocks in Hamedan area"*, Ph.D. Thesis (in Farsi), Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran(2004).

[7] Sepahi A. A., Whitney D. L., Baharifar A. A., *"Petrogenesis of andalusite-kyanite-sillimanite venis and host rocks,Sanandaj-Sirjanmetamorphic belt, Hamadan,Iran"*, Metamorphic Geology 22 (2004) 119-134.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.327]

[21] Henry D.J., Guidotti C.V., *"Titanium in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystal-chemical controls, and petrologic applications",* American Mineralogist 87 (2002) 375-382.

[22] Henry D. J., Guidotti C. V., Thomson J. A., *"The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms",* American Mineralogist 90 (2005) 316-328.

[23] Ferry J. M., Spear F. S., *"Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet"*, Contrbution to Mineralogy and Petrology.,66 (1978) 113–117.

[24] Bhattacharya A., Mazumdar A. C., Sen S. K., *"Fe-Mg mixing in cordierite: constraints from natural data and implication for cordierite–garnet geothermometry in granulites",* American Mineralogist 73 (1992) 338–344.

[25] Hodges K. V. Y., Spear F. S., *"Geothermometry, geobarometry and the* Al_2SiO_5 *triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire",* American Mineralogist 67 (1982) 1118-1134.

[26] Perchuk L. L. Y., Larent'eva I. V., *"Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In: S.K. Saxena (Ed) Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions. Advances in Physical Geochemistry",* Springer-Verlag, New-York 3 (1983) 199-239.

[27] Kretz R., *"Metamorphic crystallization",* John Wiley & Sons (1994) 507P.

[28] Hollocher K.T., *"Retrograde metamorphism of the lower devonian littleton formation In the new Salem area, west-central massachusetts",* geo. Umass. Edu (1981) 268P.

[29] Yardly B. W. D., *"An introduction to metamorphic petrology",* Longman (1991) 248P.

[30] Hydman D. W., *"Petrology of Igncous and metamorphic Rocks"*, 2nd edn., Mc GrawHill", New York (1985) 786p.

[31] Lang H. M., *"Quantitative interpretation of within-outcrop variation in metamorphic assemblage in staurolite-kyanite-grade metapelites, Baltimore, Maryland"*, 29 (1991) 655-671.

[32] Mohajjel M., Baharifar A., Moinevaziri H., Nozaem R., *"Deformation history, micro-structure and P-T-t path in ALS-bearing schists, southeast Hamadan, Sanandaj-Sirjan zone, Iran",* Journal of Geological Society of Iran 1 (2006) 11–19.

[8] Kertz R., *"Symbol for rock- forming minerals",* American Mineralogist 68 (1983) 277- 279.

[9] Izadi kian L., *"Fabricand structural analysis of almogholagh region (northwest of Hamedan) ",* M.Sc thesis (in Farsi), Tarbiat Modarres University, Tehran, Iran(2004).

[10] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., *"An Introduction to the Rock Forming Minerals",* Longman, London (1992) 528 p.

[11] Grew E. S., Locock A. J., Mills S.J., Galuskina I.O., Galuskin E.V., Halenius U., *IMA Report Nomenclature of the garnet supergroup,* American Mineralogist 98 (2013) 785–811.

[12] Tracy R. J., *"Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. In Ferry, J, M., (ed). Characterization of metamorphism",* through Mineral Equilibria Reviwes in Mineralogy and geochemistry, (1982) Contributions to Mineralogy and Petrology 157(2009) 95–110.

[13] Miyashiro A., *"Metamorphism and metamorphic belts Allen & Unwin. London"*, (1973) 492 p.

[14] Mposkos E., Liati A., *"Metamorphic evolution of metapelites in the High Prersure Terane of the Rhodope Zone",* Northern Greece. Canadian Mineralogist., 31(1993) 401-424.

[15] Vance D., Holland T. J. B., *"A detailed isotopic and petrological study of single garnet from the Gassetts Schist"*, Vermont. Contrbution to Mineralogy and Petrology., 114 (1993) 101-118.

[16] Williams M. L., Gramling J. A., *"Manganese, ferric iron, and the eouilibrium between garnet and biotite"*, American Mineralogist., 75 (1990) 886-908.

[17] Kanazawa T., Tsunogae T., Sato K., Santosh M., *"The stability and origin of sodicgedrite in ultrahigh-temperature Mg–Al granulites: a case study from the Gondwana suture in southern India",* Contrbution to Mineralogy and Petrology., 157(2009) 202-219.

[18] Vidal O., Para T., *"Exhumation paths of high pressure metapelites obtained from local eqilibria for chlorite-phengite assemblage"*, Geological Magazine 35 (2000) 139-161.

[19] Hey M. T., *"A new revew of cholorite",* mineral Magazine 30 (1954) 278-292.

[20] Laird J., *"Chlorites: Metamorphic Petrology. In: Bailey S. W. (ed.) Hydrous Phyllosilicates exclusive of micas"*, Reviwes in Mineralogy and geochemistry 19 (1988) 405-453.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.327]